干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

doi:10.12118/j.issn.1000-6060.2018.04.08

基于水化学和稳定同位素定量评价巴音河流域地表水与地下水转化关系①

文广超[1,2]， 王文科[1]， 段　磊[1]， 顾小凡[3]， 李一鸣[1]， 赵佳辉[1]

（1　长安大学旱区水文与生态效应教育部重点实验室，陕西　西安　710054；　2　河南理工大学资源环境学院，河南　焦作　454000；　3　中国地质调查局西安地质调查中心，陕西　西安　710054）

摘　要：以分析青海巴音河流域地表水与地下水转化关系为目标，2016年8月，沿巴音河采集了23组地表水样、13组地下水样和9组泉水样，室内分析得到了其对应的主要水化学离子和氘氧稳定同位素数据，运用统计分析、Piper三线图、Gibbs图分析了流域水化学特征；以溶解性总固体(TDS)、氯离子(Cl^-)和氧同位素($\delta^{18}O$)作为示踪剂，定性分析了巴音河沿程地表水与地下水的转化关系；基于质量平衡法，运用$\delta^{18}O$定量计算了巴音河沿程地表水和地下水之间的转化量。研究结果表明：TDS、Cl^-、$\delta^{18}O$可用于定性分析巴音河流域不同河段地表水与地下水之间的转化关系，定量评估其转换强度；巴音河流域地表水和地下水的水化学类型主要为$HCO_3 \cdot Cl-Ca \cdot Mg$，地下水水化学类型更为多样，地表水受控于岩石风化作用，地下水与泉水受到岩石风化与蒸发作用的影响；地表水与地下水水力联系密切，沿巴音河流向，二者相互转化频繁，上游河段，地下水主要接受地表水渗漏和沿途侧向径流补给，补给比例分别为65.33%、34.67%，至黑石山水库上游，地表水接受上游地下水和溢出泉水的补给，补给比例分别为49.54%、50.46%；中游河段，地下水接受地表水和北部山区侧向径流补给，补给比例分别为65%、35%；下游河段，地表水接受地下水和泉水补给，补给比例分别为53.12%、46.88%。研究结果有助于建立流域水循环模式、揭示水资源形成机制，可以为巴音河流域水资源可持续开发利用和生态环境保护提供理论和技术支持。

关　键　词： 水化学；稳定氢氧同位素；地表与地下水；转化关系；巴音河流域

中图分类号： P342　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**

河流与地下水转化是流域水循环的重要环节，是河流维持机理与地下水可再生能力的基础研究内容[1]，是流域水循环研究的关键环节[2]。查明地表水与地下水转化关系，对建立流域水循环模式，研究水资源形成、演化，揭示水循环机理，保护流域水资源合理开发利用，维持河流生态系统基本功能及生态健康[3]等具有重要的理论和现实意义。

地表水与地下水转化过程中，往往伴随着物质与能量的交换，作为地表水与地下水重要组成部分的水化学和同位素，在一定程度上记录着水体形成演化的历史[4]，作为示踪剂，已被广泛应用于地下水补给来源及地下水循环演化[5-8]等方面的研究。张应华[9-10]、苏小四[11]、YANG Zhi[12]、王利书[13]、ZHANG Yucui[14]、SUN Congjian[15]、朱谱成[16]、姜海宁[17]等学者以水化学和氢氧稳定同位素作为示踪剂，分别在黑河、马莲河、海流图河、石羊河、塔里木河、那陵郭勒河、昭苏—特克斯盆地等地区做了大量工作，对流域水循环及地表水与地下水转化关系做了充分的研究。然而，已有的针对西北地区的研究中，大多集中于疏勒河、黑河、石羊河、塔里木河、那陵郭勒河等流域，对位于西北干旱高海拔地区、地下水开发程度不高、处于人类活动与气候变化影响逐步加强的巴音河流域尚属首次。

巴音河位于青藏高原的东北部，是青海省德令哈地区最大的内陆河，是区域工农业生产、居民生活和生态环境用水的主要来源。近年来，随着地区社会经济的快速发展，受全球气候变暖、降水量增加、城镇建设、超载过牧、农业灌溉、上游黑石山水库与

① 收稿日期：2018-01-10；　修订日期：2018-05-08
基金项目：国家自然科学基金重点项目(41230314)；旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室中心开放基金(2014G1502022)；柴达木盆地巴音河—塔塔河流域1:5万水文地质调查(121201011000150019)
作者简介：文广超(1979-)，男，河南西平人，博士研究生，研究方向为水文学及水资源. E-mail：wengc366@163.com

蓄集峡水库建设及水源地引水等自然和人类活动的影响,德令哈地区水资源供需矛盾日益突出,出现了湖泊及湿地面积缩减,荒地、盐碱地及沙地面积增加[18-19],耕地和草地面积减少[20],尕海地区地下水位上升[21]等一系列问题,导致流域生态环境脆弱[22]。因此,在巴音河流域开展地表水与地下水转化关系的研究刻不容缓,以便为流域水资源评价、水资源合理开发利用、地下水位上升灾害治理、生态环境保护提供技术支持。本文在前人研究成果的基础上,以水化学指标和氢氧同位素作为示踪剂,旨在查清巴音河流域地表水与地下水转化关系。

1 研究区概况

巴音河流域位于青藏高原的东北部,青海省海西州德令哈市境内,发源于祁连山支脉却荀力安木吉勒(野牛脊山),海拔 5 000 m,河流全长 320 km,流域总面积 17 608 km^2[22](图 1),流域内发育的主要河流有巴音河和白水河,巴音河经过几番潜流和溢出后,最终汇入下游的可鲁克湖、托素湖和尕海。流域属于典型的高原荒漠半荒漠干旱气候区,据德令哈气象站资料,多年平均气温 3.9℃,多年平均降水量 169.3 mm,多年平均蒸发量 2 036.3 mm。

流域内地势北高南低,海拔 2 800 ~ 5 000 m,地形由东北向西南倾斜,北部地形坡降大。流域地貌从上游至下游总体上可分为侵蚀构造中高山、剥蚀构造中低山、剥蚀构造低山丘陵、冲洪积平原、冲湖积平原。受新构造运动控制,流域内沉积了巨厚的第四系松散堆积物,从上游到下游,岩性颗粒由粗变细,主要岩性为砂卵砾石、砂砾石、中粗砂、粉细砂、粉砂、粘土。

流域内地下水类型主要为松散岩类孔隙潜水、松散岩类孔隙承压—自流水,北部宗务隆山及布赫特山的山区主要为基岩裂隙水,黑石山水库及上游两侧的河漫滩与一级阶地为松散岩类孔隙潜水;自黑石山水库向下的中下游地区,随着地形地貌及岩性变化,含水层由单层转变为多层结构,地下水赋存形式由潜水过渡到承压—自流水,含水层富水性由强变弱[23],地下水位埋深由中游的 100 m 到洪积扇前缘的不足 10 m,至细土平原带溢出地表,形成沼泽和泉集河。根据野外调查情况,上游地下水自东向西径流,经德令哈市,在中游自北向南径流,在洪积扇前缘一棵树附近,受南部丘陵阻隔,在下游自东向西径流。为了便于分析巴音河流域地表水与地下水转化关系,根据流域地形地貌及水文地质条件,将巴音河划分为三段:黑石山及其以上区域为上游河段,黑石山水库至洪积扇前缘一棵树为中游河段,一棵树至可鲁克湖为下游河流见图 1。

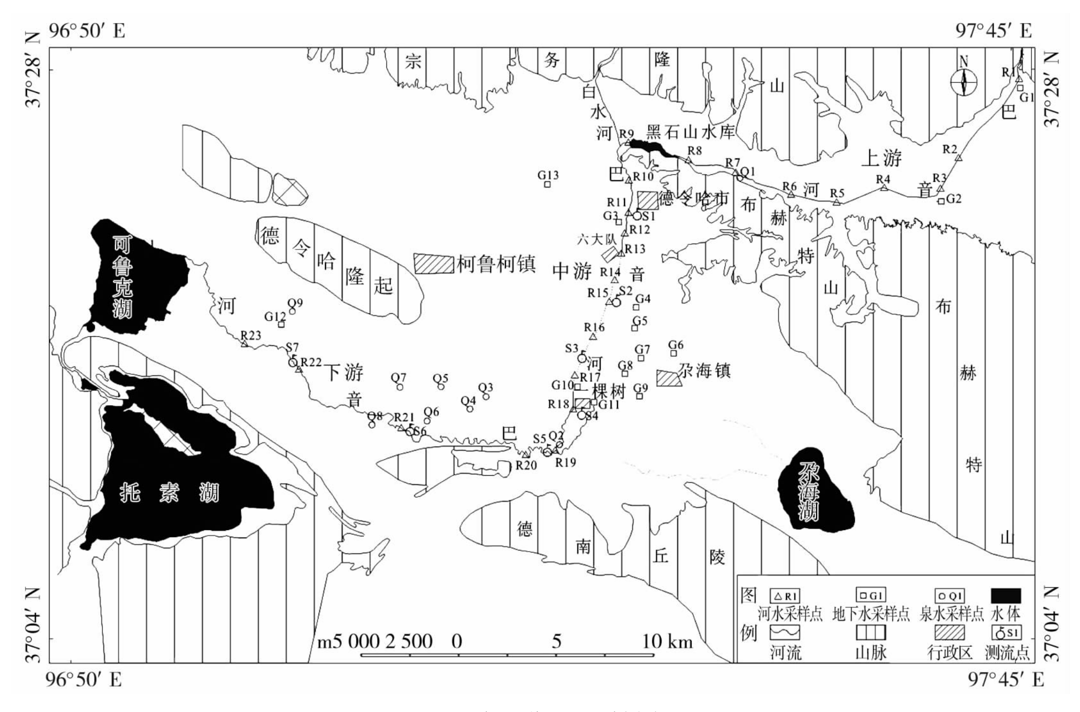


图 1 研究区位置及采样点图

Fig. 1 Location and water sample points of the study area

2 数据与方法

2.1 采样与分析

2016 年 8 月,沿巴音河开展了野外调查和采样工作,共采集地表水样 23 组,采集地下水样(100 m 以浅的潜水样)13 组,泉水样 9 组,采样位置见图 1。水化学样选用 500 mL PET 塑料瓶采集,氢氧同位素选用 30 mL PET 棕色塑料瓶采集,采集前用 0.2 μm 水系滤膜过滤水样,所有样品采集后用 Parafilm 封口膜进行外围瓶盖封口,并置于 4 ℃环境中冷藏。现场采用 GPS 记录采样点位置,用手持哈希仪现场测定水样的 pH、电导率等水化学指标。

水化学样由中国建筑材料工业地质勘查中心陕西测试研究所测定,其中 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 等阳离子含量采用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICAP－6300)分析,检测限为 1 μg · L^{-1};HCO_3^-、Cl^- 采用 ZDJ－4A 型自动电位滴定仪测定,测定误差为 1%;SO_4^{2-} 采用 IC6000 离子色谱仪测定,检测限为 1 g · L^{-1},测定精度为 1%。所有水样的阴阳离子平衡误差 <10%。D、^{18}O 样品在长安大学旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室采用 LGR 激光液态水稳定同位素分析仪测试,测试结果以相对维也纳标准海水(Vienna Standard Mean Ocean Water,VSMOW)的千分偏差表示(δ,‰),测试精度为,$\delta^{18}O$ ± 0.6‰,δD ± 1‰。

2.2 分析方法

(1)水化学特征分析

利用 Piper 三线图判断水体的化学组成特征及水化学类型[24];借助 Gibbs 图定性分析岩石风化、降水及蒸发浓缩作用对水体水化学组分的控制机制[25]。

(2)转换比例计算

应用水化学和同位素质量平衡方法[26]估算地表水与地下水的转换量,见公式(1)。

$$Q_s \cdot C_s = Q_u \cdot C_u + (Q_s - Q_u) \cdot C_v \qquad (1)$$

式中:Q_s 为混合后水体的流量;Q_u 为混合前水体的流量;C_s 为混合后水体中示踪剂的浓度;C_u 和 C_v 为混合前水体中示踪剂的浓度,示踪剂可以是氯离子、电导率、稳定同位素 δD 和 $\delta^{18}O$;水体混合前后的径流满足关系式(1)。由此,可以根据公式(2)计算出地表水和地下水的混合量。

$$f_u = \frac{Q_u}{Q_s} \times 100\% = \frac{C_s - C_v}{C_u - C_v} \times 100\% \quad 或者$$

$$f_v = \frac{Q_v}{Q_s} \times 100\% = \frac{C_s - C_u}{C_v - C_u} \times 100\% \qquad (2)$$

3 结 果

3.1 水化学组成

地下水的 TDS 平均值最小(表 1),地表水、地下水、泉水的 TDS 变化范围分别为:353.27 ~ 522.00 mg · L^{-1}、254.96 ~ 786.19 mg · L^{-1}、360.00 ~ 916.00 mg · L^{-1},平均值分别为:429.34 mg · L^{-1}、427.95 mg · L^{-1}、615.27 mg · L^{-1},均为低矿化度型的水;所有水样的 pH 值范围 7.43 ~ 8.97,平均值 7.95,为弱碱性水。

水化学分析结果表明,地表水和地下水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 为优势阳离子,其浓度超过了 70%;泉水中 Na^+ 和 Ca^{2+} 为优势阳离子,其浓度超过了 75%。地表水、地下水和泉水中 HCO_3^- 和 Cl^- 为优势阴离子,

表 1 巴音河流域水样的水化学和同位素统计结果

Tab. 1 Statistical value for the chemical and isotopic compositions of water samples collected in the Bayin River Basin

类型	统计值	pH	TDS / mg · L^{-1}	水化学 / meq · L^{-1}							同位素/ ‰		
				K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	δD	$\delta^{18}O$	d
地表水	最小值	7.43	353.27	0.02	1.25	2.71	1.39	3.05	0.88	1.44	-59.40	-9.18	8.11
	最大值	8.19	522.00	0.08	2.17	4.09	2.41	3.64	1.96	2.88	-53.31	-8.13	14.50
	平均值	7.90	429.34	0.06	1.63	3.48	1.84	3.28	1.57	2.19	-58.00	-8.87	12.95
地下水	最小值	7.60	254.96	0.03	1.13	1.05	1.60	0.84	0.99	1.44	-68.45	-10.55	4.19
	最大值	8.97	786.19	0.14	3.22	5.18	4.40	6.80	2.69	5.39	-47.41	-8.45	16.20
	平均值	8.06	427.95	0.08	1.82	2.58	2.21	3.13	1.62	2.47	-59.34	-9.24	13.30
泉水	最小值	7.57	360.00	0.07	1.95	2.79	0.61	3.10	1.09	1.79	-63.66	-9.68	11.58
	最大值	8.22	916.00	0.15	7.04	6.45	3.73	4.82	6.19	7.43	-54.67	-8.52	17.94
	平均值	7.99	615.27	0.11	4.21	3.88	2.17	3.51	3.18	3.53	-59.51	-9.18	13.92

注:d(‰)为氘盈余,$d = \delta D - 8\delta^{18}O$[27]

地表水和地下水中 HCO_3^- 和 Cl^- 的浓度超过了75%,泉水中 HCO_3^- 和 Cl^- 的浓度为69%。从图2可知,地表水的水化学类型上游以 $HCO_3 \cdot Cl - Ca$、$HCO_3 \cdot Cl - Ca \cdot Mg$ 型为主,下游逐渐过渡为 $HCO_3 \cdot Cl - Ca \cdot Mg \cdot Na$ 为主;地下水的水化学类型有 $HCO_3 \cdot Cl - Ca \cdot Mg$、$HCO_3 \cdot Cl - Ca \cdot Mg \cdot Na$、$HCO_3 \cdot Cl - Ca \cdot Na \cdot Mg$、$Cl \cdot HCO_3 - Na \cdot Mg$ 等,水化学类型多样;泉水的水化学类型有 $HCO_3 \cdot Cl - Ca \cdot Na \cdot Mg$、$HCO_3 \cdot SO_4 \cdot Cl - Ca \cdot Na$、$SO_4 \cdot HCO_3 \cdot Cl - Ca \cdot Na$、$Cl \cdot SO_4 - Na \cdot Ca$ 等。

3.2 同位素组成

巴音河流域地表水体中氘盈余值 d 均为正值,平均氘盈余值为12.95‰,与全球大气降水线的 d 值(10‰)较为接近。上游地表水样的 δD、$\delta^{18}O$ 的平均值分别为 -58.37‰、-8.99‰,氘盈余的平均值为13.53‰,中游地表水样的 δD、$\delta^{18}O$ 平均值分别为 -58.10‰、-8.91‰,氘盈余的平均值为13.19‰,下游地表水样的 δD、$\delta^{18}O$ 平均值分别为 -57.30‰、-8.63‰,氘盈余的平均值为11.77‰。沿程地表水中 δD、$\delta^{18}O$ 值逐渐变大,而氘盈余值逐渐变小,下游较上游同位素富集,说明地表水受到了一定程度的蒸发作用。

巴音河流域地下水体中,地下水中 δD、$\delta^{18}O$ 的取值分别为 -68.45‰ ~ -47.41‰、-10.55‰ ~ -8.45‰,平均值分别为 -59.34‰、-9.24‰;泉水中的取值分别为 -63.66‰ ~ -54.67‰、-9.68‰ ~ -8.52‰,平均值分别为 -59.51‰、-9.18‰,地下水与泉水中 δD、$\delta^{18}O$ 的值较为接近;地下水和泉水中氘盈余的平均值分别为13.30、13.92,均大于全球大气降水线的 d 值。

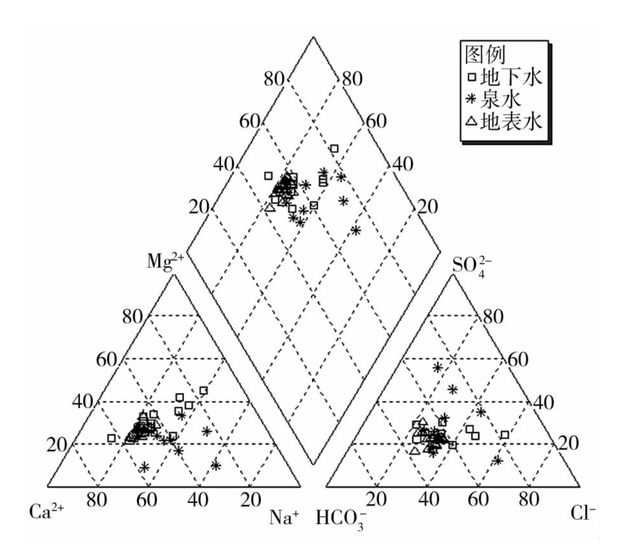


图2 地表水、地下水与泉水 Piper 图

Fig. 2 Piper diagram of surface water, groundwaterand springs water

4 讨论

4.1 水化学特征

地表水水化学作用主要受控于岩石风化作用(图3),潜层地下水和泉水同时受到岩石风化和蒸发作用的影响。地表水与地下水中的 TDS、$Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ 的值较为接近,表明地表水与地下水之间存在紧密的联系。

由于 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 等离子易受到吸附、水化学反应等外界条件的影响,因此,本次选用化学性质相对保守的 Cl^- 进行分析。巴音河流域地表水与地下水中 Cl^- 和 TDS 沿程变化见图4,地表水和地下水中的 Cl^- 在上游出山口附近较为接近,说明出山口附近的地表水和地下水补给来源一致,均为山区降水和冰雪融水,沿程 TDS 和 Cl^- 的对比变化不确定,说明沿程地表水和地下水经过了多次转换。

巴音河上游,地表水流出出山口后,地下水中 TDS 和 Cl^- 的含量高于地表水,地表水的 TDS 先降低后升高,地下水的 TDS 先降低后趋于稳定,并与地表水 TDS 相交,地表水 TDS 下降的速度小于地下水 TDS 下降的速度;地表水的 Cl^- 先降低后升高,地下水的 Cl^- 先升高后出现缓慢下降,并与地表水的 Cl^- 相交,说明地表水流出出山口后,地表水与地下水的补排关系主要是:地表水大量入渗补给地下水,同时受到了 TDS 和 Cl^- 含量较高的河床两侧侧向径流的补给;当地表水与地下水的 TDS 和 Cl^- 曲线相交后,地表水的 TDS 和 Cl^- 曲线呈现快速下降趋势,说明此时地下水溢出快速补给地表水,沿河流流向至黑石山水库上游,TDS 和 Cl^- 曲线变化趋于稳定,地下水持续补给地表水。

巴音河中游,自黑石山水库下游至洪积扇中部地下水的 TDS 和 Cl^- 开始迅速下降(图4),而地表水的 TDS 和 Cl^- 基本趋于稳定,说明此时地下水受到了地表水和来自北部宗务隆山侧向径流的共同补给,从野外调查情况和北部山区水化学分析结果看,山区地下水样的 TDS 和 Cl^- 含量较低,所以会出现地下水 TDS 和 Cl^- 沿程变化快速下降的情况。洪积扇中部至前缘,随着地表水对地下水的补给及地下

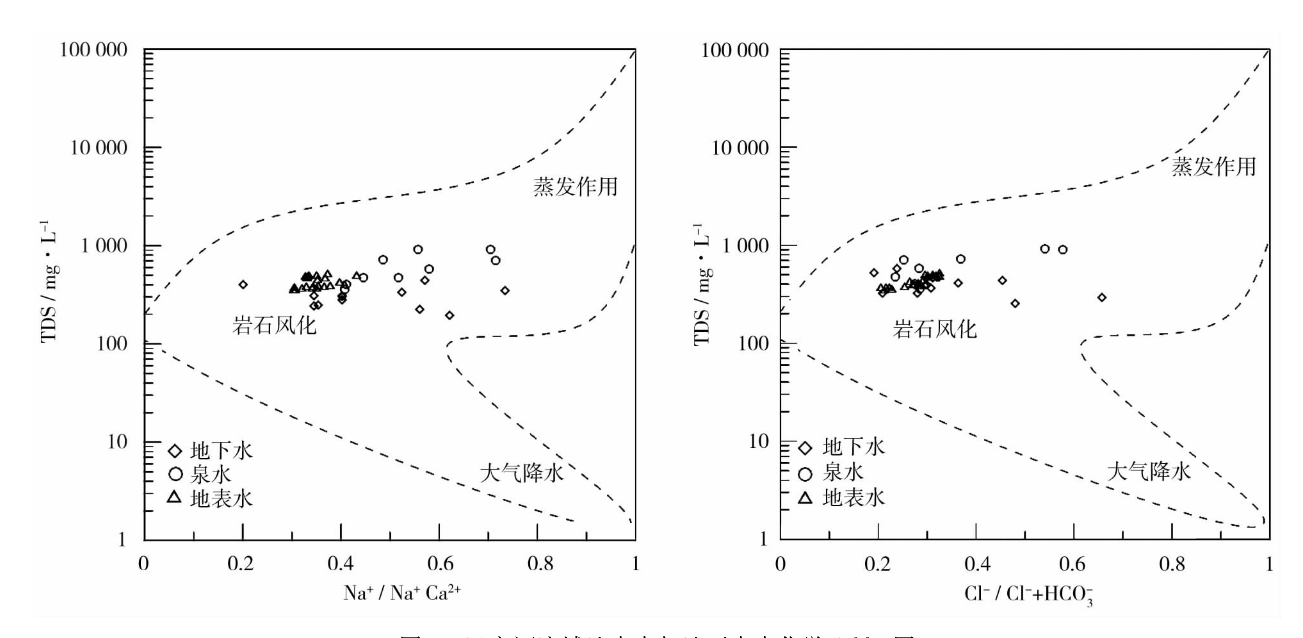


图 3　巴音河流域地表水与地下水水化学 Gibbs 图

Fig. 3　Gibbs diagram of chemical composition of surfer water and groundwater in Bayin River Basin

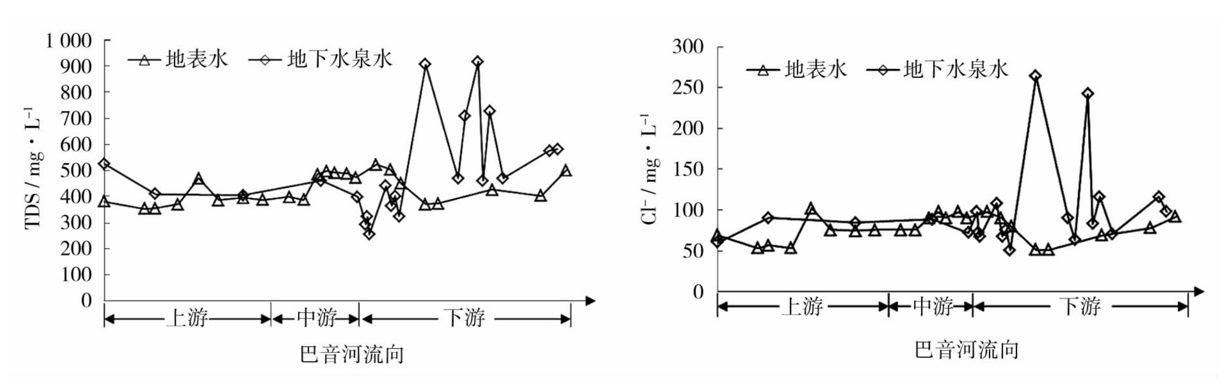


图 4　巴音河流域地表水和地下水 TDS 与 Cl⁻沿程变化

Fig. 4　Variation of TDS concentration of surface water and groundwater along the stream in Bayin River Basin

水位埋深变浅，地下水中的 TDS 和 Cl^- 开始持续变大，地下水接受地表水的补给。

巴音河下游，洪积扇前缘，地下水中的 TDS 和 Cl^- 开始快速增加（图 4），地表水中的 TDS 和 Cl^- 快速减少，地表水与地下水的 TDS 和 Cl^- 沿程曲线相交，地下水溢出补给地表水。沿河流方向，随着地下水对地表水的持续补给，地表水中的 TDS 和 Cl^- 开始缓慢增加，细土平原区至可鲁克湖，受蒸发作用的影响，地表水中的 TDS 和 Cl^- 开始快速增加。

4.2　同位素特征

地表水的稳定氢氧同位素组成的拟合方程为 $\delta D = 4.05\delta^{18}O - 22.1$，与德令哈地区的大气降水线方程 $\delta D = 7.833\delta^{18}O - 8.606$[28] 相比，地表水的斜率（4.05）明显小于当地降水线斜率（7.83）和全球降水线斜率（8），说明沿程地表水受到了蒸发作用的影响。在 $\delta^{18}O - \delta D$ 关系图上（图 5），氢氧同位素明显分为地表水、地下水（潜层地下水和泉水）、地表水与地下水混合 3 个区。地表水中 δD、$\delta^{18}O$ 的平均值分别为 −58.00‰、−8.87‰，介于北部山区雨水 δD（−50.45‰）、$\delta^{18}O$（−7.54‰）[28]（2016 年 8 月德令哈气象站雨水采样实测结果 δD 为 −14.3‰、$\delta^{18}O$ 为 −3.36‰）和地下水 δD（−59.34‰）、$\delta^{18}O$（−9.24‰）之间，说明山区降水入渗和地下水径流是巴音河地表水的主要补给来源。

选择 $\delta^{18}O$ 作为示踪剂，研究巴音河流域地表水和地下水转换关系，分析如下：

巴音河上游河段，沿巴音河流向，地下水中的 $\delta^{18}O$ 呈现快速贫化后又富集的趋势（图 6），巴音地表水中的 $\delta^{18}O$ 整体趋于稳定，并呈现轻微的先富集后贫化的趋势，结合图4所示的地表水与地下水

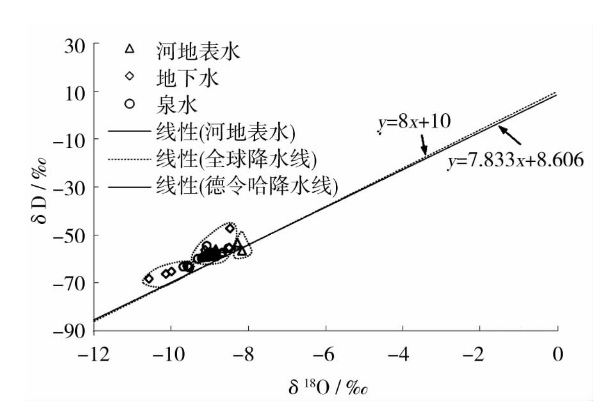


图5　巴音河流域地表水与地下水 $\delta^{18}O-\delta D$ 关系图

Fig. 5　Relationship between δD and $\delta^{18}O$ of surface water and groundwater in Bayin River Basin

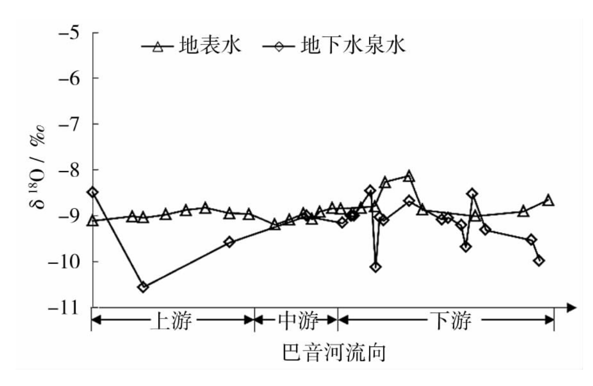


图6　巴音河流域地表水与地下水 $\delta^{18}O$ 沿程变化

Fig. 6　$\delta^{18}O$ variation of surface water and groundwater along the stream in Bayin River Basin

TDS 沿程变化分析的结果,以及野外调查中发现的地表水流出山口以后大量渗漏补给地下水情况,考虑上游地质及水文地质条件,认为上游地下水中的 $\delta^{18}O$ 快速贫化是受到了地表水与更为贫化的侧向径流补给的影响,之后 $\delta^{18}O$ 快速富集与地表水大量渗漏补给有关。沿着地表水流向向下,地表水中的 $\delta^{18}O$ 开始出现轻微贫化趋势,而地下水出现快速富集趋势,说明地表水开始接受地下水的补给。TDS 和 $\delta^{18}O$ 的变化特征表明,上游地表水和地下水经过了多次转化,出山口附近,地表水大量入渗补给地下水,沿地表水流向,地下水同时接受地表水和侧向径流的补给,在黑石山水库上游,地下水溢出补给地表水。

巴音河中游河段,自黑石山水库下游至洪积扇中部,地表水中 $\delta^{18}O$ 趋于稳定,而地下水中 $\delta^{18}O$ 出现贫化趋势,说明该段地下水除了接受地表水补给以外,还接受了北部宗务隆山更为贫化的侧向径流的补给;洪积扇中前缘,地下水位埋深变浅,地下水接受地表水补给,地下水中 $\delta^{18}O$ 趋于富集。

巴音河下游河段,地下水溢出开始补给地表水,该段地表水与地下水变化特征一致,说明该段地表水为地下水主要的排泄去向,沿河流流向,地下水中 $\delta^{18}O$ 持续贫化,而地表水中 $\delta^{18}O$ 持续富集,说明地表水在该段受到了强烈蒸发作用的影响。

4.3　地表水与地下水转化关系

从上述水化学和同位素分析可知,巴音河流域地表水与地下水的相互转化关系为:上游河段,地下水接受地表水渗漏补给,沿河流流向向下,地下水沿途还接受河流两侧侧向径流补给,在黑石山水库上游,地下水溢出,补给地表水;中游河段,在洪积扇中后缘地下水主要接受地表水渗漏补给,还接受来自北部宗务隆山的侧向径流补给,洪积扇前缘,地表水补给地下水;下游河段,地下水溢出补给地表水,地表水受蒸发作用影响较大。地下水与地表水的补排关系见图 7。

为了更好地分析地表水与地下水的转化关系,基于质量平衡方法,以 $\delta^{18}O$ 作为示踪剂,运用式(2)计算地表水与地下水的转化比例。上游河段,出山后,地下水(取泉水 Q_1 的值,C_s = −9.57‰)接受地表水(取 R_1 ~ R_3 的均值,C_u = −9.05‰)和侧向径流(取 G_2 的值,C_v = −10.55‰)补给,地表水和侧向径流补给地下水的比例分别为 65.33%、34.67%,上游地表水溢出带向下,地表水(取 R_7 ~ R_9 的均值,C_s = −9.03‰)接受上游地下水(取 G_1 的值,C_u = −8.48‰)和泉水(取 Q_1 的值,C_v = −9.57‰)的补给,补给的比例分别为 49.54%、50.46%;中游河段,地下水(取 G_3 ~ G_{11} 的均值,C_s = −9.15‰)接受地表水(取 R_{10} ~ R_{18} 的均值,C_u = −8.80‰)和北部山区侧向径流(取 G_{13} 的值,C_v = −9.8‰)补给,补给比例分别为 65%、35%;下游河段,地表水(取 R_{14} ~ R_{16} 的均值,C_s = −8.85‰)接受地下水(取 G_8 ~ G_{11} 的均值,C_u = −9.00‰)和泉水(取 Q_2 的值,C_v = −8.85‰)补给,补给比例分别为 53.12%、46.88%。野外自黑石山水库至可鲁克湖入湖口,选择 7 个典型剖面(S_1 ~ S_7),在 2016 年 8 月,运用 LS25−3A 型旋桨式流速仪实测了不同河段的流量(图 1),计算结果见表 2,由表 2 可知,中游河段地表水入渗补给地下水的比例为 62.42%,下游河段地下水排泄补给地表水的比例为 54.82%,基于同位素质量平衡方法计算出的结果与其一致,说明上述结果是可靠的,可以作为定量表达巴音河

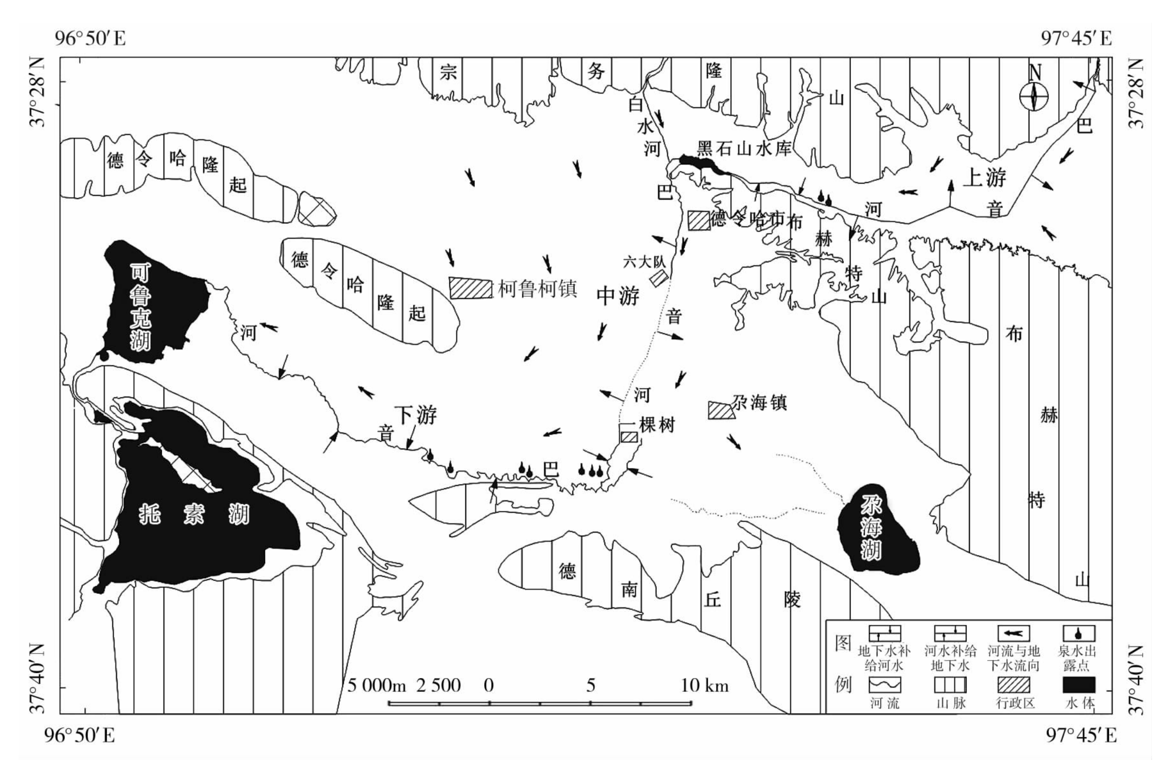


图 7　巴音河流域地表水与地下水转化关系示意图

Fig. 7　Diagrammatic sketchof the transformation relationship between surface water and groundwater in Bayin River Basin

流域地表水与地下水转化关系的方法。

表 2　不同河段地表水与地下水转化率计算结果

Tab. 2　Computing result of percent conversion between river water and groundwater in different channel segment

测流段	编号	流量 / $10^5 m^3$	渗漏量/补给量 / $10^5 m^3$	转化率 /%
中游	S_1	15.96		
	S_2	7.59	8.37	52.44
	S_3	2.26	5.33	70.22
	S_4	0.80	1.46	64.60
下游	S_5	2.40	1.60	66.67
	S_6	4.22	1.82	43.13
	S_7	9.31	5.09	54.67

5　结 论

（1）巴音河流域地表水和地下水水化学类型主要为 $HCO_3 \cdot Cl-Ca \cdot Mg$，地下水水化学类型更为多样，沿巴音河流向，巴音河地表水和地下水水化学类型变化较为复杂；地表水水化学作用主要受控于岩石风化作用，地下水和泉水同时受到岩石风化与蒸发作用的影响；地表水和地下水之间存在密切的水力联系。

（2）实地调查和典型剖面测流的结果均表明：水化学和同位素可以作为示踪剂，有效地指示巴音河流域不同河段地表水和地下水之间的相互关系及转化强度。

（3）出山口附近地表水与地下水的补给来源均为山区降水和冰雪融水。沿程地表水与地下水的转化关系为：上游河段，地下水主要接受地表水渗漏和沿途侧向径流补给，补给比例分别为 65.33%、34.67%，至黑石山水库上游，地表水接受上游地下水和溢出泉水的补给，补给比例分别为 49.54%、50.46%；中游河段，地下水接受地表水和北部山区侧向径流补给，补给比例分别为 65%、35%；下游河段，地表水接受地下水和泉水补给，补给比例分别为 53.12%、46.88%。

由于篇幅和资料的限制，本文基于采样数据，仅对地表水与地下水转换关系进行了定性与定量分析，未对不同时段巴音河流域地表水与地下水的转化特征、转化机理及其影响因素进行分析。此外，关于中游地表水与地下水的转化关系，需要通过连续分段测流明确上游来水量与沿程地表水渗漏的关系，考虑地表水与地下水的转化特征及其影响因素，进一步完善量化地表水与地下水的方法，以期为巴音河流域水资源合理开发利用与生态环境保护提供科学依据。

参考文献(References)

[1] 王文科,李俊亭,王钊,等. 河流与地下水关系的演化及若干科学问题[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2007,37(2):231－238. [WANG Wenke,LI Junting,WANG Zhao,et al. Evolution of the relationship between river and groundwater and several scientific problems[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition),2007,37(2):231－238.]

[2] 宋献方,刘相超,夏军,等. 基于环境同位素技术的怀沙河流域地表水和地下水转化关系研究[J]. 中国科学(D辑):地球科学,2007,37(1):102－110. [SONG Xianfang,LIU Xiangchao,XIA Jun,et al. Exchanging relationship between surface water and groundwater based on environmental isotope in Huaisha River Basin[J]. Science in China (Series D-Earth Sciences),2007,37(1):102－110.]

[3] 朱金峰,刘悦忆,章树安,等. 地表水与地下水相互作用研究进展[J]. 中国环境科学,2017,37(8):3002－3010. [ZHU Jinfeng,LIU Yueyi,ZHANG Shu'an,et al. Review on the research of surface water and groundwater interactions[J]. China Environmental Science,2017,37(8):3002－3010.]

[4] 张兵,宋献方,张应华,等. 第二松花江流域地表水与地下水相互关系[J]. 水科学进展,2014,25(3):336－347. [ZHANG Bing,SONG Xianfang,ZHANG Yinghua,et al. Relatioinship between surface water and groundwater in the second Songhua River Basin[J]. Advances in Water Science,2014,25(3):336－347.]

[5] WANG L H,LI G M,DONG Y H,et al. Using hydrochemical and isotopic data to determine sourcesof recharge and groundwater evolution in an arid region:A case study in the upper-middle reaches of the Shule River Basin,northwestern China[J]. Environ Earth Science,2015,73(4):1901－1915.

[6] GUO X Y,FENG Q,LIU W,et al. Stable isotopic and geochemical identification of groundwater evolution and recharge sources in the arid Shule River Basin of northwestern China[J]. Hydrological Processes,2015,29(22):4703－4718.

[7] RAHOBISOA J J,RAJAOBELISON J,SCHUTH C,et al. Use of isotopic signatures for the determination of naturalrecharge and chemical characterization of groundwaters:The case of Horombe plateau area,SW Madagascar[J]. Environmental Earth Sciences,2014,71(10):4497－4511.

[8] ANNE R,KIRSTI K N. Chemical and isotopic tracers indicating groundwater/surface-water interaction within a boreal lake catchment in Finland[J]. Hydrogeology Journal,2015,23(4):687－705.

[9] 张应华,仵彦卿,丁建强,等. 运用氧稳定同位素研究黑河中游盆地地下水与河水转化[J]. 冰川冻土,2005,27(1):106－110. [ZHANG Yinghua,WU Yanqing,DING Jianqiang,et al. Exchange of groundwater and river water in a basin of the middle Heihe River by using $\delta^{18}O$[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2005,27(1):106－110.]

[10] 聂振龙,陈宗宇,程旭学,等. 黑河干流浅层地下水与地表水相互转化的水化学特征[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2005,35(1):48－53. [NIE Zhenlong,CHEN Zongyu,CHENG Xuxue,et al. The chemical information of the interaction of unconfined groundwater and surface water along the Heihe River,northwestern China[J]. Journal of Jinlin University (Earth Science Edition),2005,35(1):48－53.]

[11] 苏小四,万玉玉,董维红,等. 马莲河河水与地下水的相互关系:水化学和同位素证据[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2009,39(6):1087－1094. [SU Xiaosi,WAN Yuyu,DONG Weihong,et al. Hydraulic relationship between Malianhe River and groundwater:Hydrogeochemical and isotopic evidences[J]. Journal of Jilin University(Earth Science Edition),2009,39(6):1087－1094.]

[12] YANG Z,ZHOU Y X,JOCHEN W,et al. A multi-method approach to quantify groundwater/surfacewater-interactions in the semi-arid Hailiutu River Basin,northwest China[J]. Hydrogeology Journal,2014,22(3):527－541.

[13] 王利书,唐泽军. 石羊河流域地下水循环的同位素和地球化学演化特征[J]. 环境科学学报,2013,33(6):1748－1755. [WANG Lishu,TANG Zejun. Isotopic and geochemical evolution characteristics of groundwater circulation in the Shiyang River Basin[J]. Acta Scientiae Circumstantiae,2013,33(6):1748－1755.]

[14] ZHANG Y C,SHEN Y J,CHEN Y N,et al. Spatial characteristics of surface water and groundwater usingwater stable isotope in the Tarim River Basin,northwestern China[J]. Ecohydrology,2013,6(6):1031－1039.

[15] SUN C J,LI X G,CHEN Y N,et al. Spatial and temporal characteristics of stable isotopes in the Tarim River Basin[J]. Isotopes in Environmental & Health Studies,2016,52(3):281－297.

[16] 朱谱成,苏小四,张世广,等. 那陵郭勒河冲洪积扇地表水—地下水转化关系[J]. 人民黄河,2014,36(7):60－64. [ZHU Pucheng,SU Xiaosi,ZHANG Shiguang,et al. Study on the interaction relationship between surface water and groundwater in Nalingguole River alluvial-proluvial fan[J]. Yellow River,2014,36(7):60－64.]

[17] 姜海宁,谷洪彪,迟宝明,等. 新疆昭苏—特克斯盆地地表水与地下水转化关系研究[J]. 干旱区地理,2016,39(5):1078－1087. [JIANG Haining,GU Hongbiao,CHI Baoming,et al. Interaction relationship between surface water and groundwater in Zhaosu-Tekes Basin,Xinjiang Uygur Autonomous Region,China[J]. Arid Land Geography,2016,39(5):1078－1087.]

[18] 李健,王建军,黄勇,等. 青海德令哈市巴音河流域水资源开发利用[J]. 干旱区研究,2009,26(4):483－489. [LI Jian,WANG Jianjun,HUANG Yong,et al. Analysis on the exploitation and utilization of water resources in the Bayin River Watershed,Delhi City,Qinghai Province[J]. Arid Zone Research,2009,26(4):483－489.]

[19] 严应存,校瑞香,肖建设,等. 青海省巴音河流域LUCC遥感调查及驱动分析[J]. 中国沙漠,2012,32(1):276－283. [YAN Yingcun,XIAO Ruixiang,XIAO Jianshe,et al. Remote sensing monitoring and driving factor analysis on land use and land cover changes of Bayin River Basin in Qinghai Province[J]. Journal of Desert Research,2012,32(1):276－283.]

[20] 任秀金,盖艾鸿,宋金蕊. 1999—2009年青海省德令哈市土地利用/覆盖变化特征[J]. 水土保持通报,2014,34(5):248－253. [REN Xiujin,GAI Aihong,SONG Jinrui. Change characteris-

tics of land use/cover in Delhi City of Qinghai Province from 1999 to 2009[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation,2014,34(5):248－253.]

[21] 赵振,陈慧娟.青海省德令哈市尕海地区地下水位上升治理勘查方案研究[J].勘查科学技术,2014,(1):45－48.[ZHAO Zhen,CHEN Huijuan. Study on control and exploration schemes of groundwater level rising in Gahai Lake Delhi City of Qinghai Province[J]. Site Investigation Science and Technology,2014,(1):45－48.]

[22] 甘小莉,郝玉培,翟永洪,等.巴音河流域植被与水文动态变化研究[J].水土保持研究,2014,21(2):323－326.[GAN Xiaoli,HAO Yupei,ZHAI Yonghong,et al. Study on dynamic change of vegetation and hydrology in Bayin River Basin[J]. Research of Soil and Water Conservation,2014,21(2):323－326.]

[23] 贺怀振,束龙仓,鲁鹏程,等.拟建水库对干旱区巴音河傍河地下水水源地的影响分析[J].水电能源科学,2013,31(12):186－190.[HE Huaizhen,SHU Longcang,LU Pengcheng,et al. Influence analysis of constructing reservoir on river side well field in arid inland area[J]. Water Resources and Power,2013,31(12):186－190.]

[24] 周嘉欣,丁永建,曾国雄,等.疏勒河上游地表水水化学主离子特征及其控制因素[J].环境科学,2014,35(9):3315－3324.[ZHOU Jiaxin,DING Yongjian,ZENG Guoxiong,et al. Major ion chemistry of surface water in the upper reach of Shule River Basin and the possible controls[J]. Environmental Science,2014,35(9):3315－3324.]

[25] 唐玺雯,吴锦奎,薛丽洋,等.锡林河流域地表水水化学主离子特征及控制因素[J].环境科学,2014,35(1):131－142.[TANG Xiwen,WU Jinkui,XUE Liyang,et al. Major ion chemistry of surface water in the Xilin River Basin and possible controls[J]. Environmental Science,2014,35(1):131－142.]

[26] 刘芬,王水献,蓝永超,等.黑河流域张掖盆地地表水——地下水系统同位素特征及转化关系[J].南水北调与水利科技,2014,12(2):92－96.[LIU Fen,WANG Shuixian,LAN Yongchao,et al. Environmental isotopes features and exchanges of surface water-groundwater system in the Zhangye Basin of Heihe River Watershed[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology,2014,12(2):92－96.]

[27] DANSGAARD W. Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus,1964,16(4):436－468.

[28] 朱建佳,陈辉,巩国丽.柴达木盆地东部降水氢氧同位素特征与水汽来源[J].环境科学,2015,36(8):2784－2790.[ZHU Jianjia,CHEN Hui,GONG Guoli. Hydrogen and oxygen isotopic compositions of precipitation and its water vapor sources in eastern Qaidam Basin[J]. Environmental Science,2015,36(8):2784－2790.]

Quantitatively evaluating exchanging relationship between river water and groundwater in Bayin River Basin of northwest China using hydrochemistry and stable isotope

WEN Guang-chao[1,2], WANG Wen-ke[1], DUAN Lei[1], GU Xiao-fan[3], LI Yi-ming[1], ZHAO Jia-hui[1]

(1 *Key Laboratory of Subsurface Hydrology and Ecological Effects in Arid Region (Chang'an University), Ministry of Education, Xi'an* 710054, *Shaanxi, China*; 2 *Institute of Resources & Environment, Henan Polytechnic University, Jiaozuo* 454000, *Henan, China*; 3 *Xi'an Center of Geological Survey, CGS, Xi'an* 710054, *Shaanxi, China*)

Abstract: Located in the Northeast Tibet Plateau, the Bayin River is the main water resource for industrial and agricultural production, residents daily living and ecological environment in Delingha City of Qinghai Province. With the rapid development of regional and social economy, this area is suffering seriously from the reduction of lake and wetland area, the increase of wasteland, saline-alkali land and sandy land, the decline of regional groundwater level. It is urgent to analyze the relationship between surface water and groundwater for the rational development and utilization of water resources, the treatment of declining groundwater level and the protection of ecological environment. A total of 23 surface water samples, 13 groundwater samples and 9 spring water samples along Bayin River Basin were collected in August 2016, the major chemical ions and stable isotopes were analyzed at the laboratory. By using the technique of statistical analysis, the Piper diagram and Gibbs diagram, the paper analyzed the hydrochemical characteristics and its formation process of the Bayin River Basin, and qualitatively analyzed the interaction of surface water and groundwater by hydrogeochemical and isotopic methods based on Total Dissolved Solid (TDS), Cl^- and $\delta^{18}O$. At the same time, the isotope mass balance method was used to calculate quantitative relationship between surface water and groundwater by using $\delta^{18}O$. The results show that as the tracers, TDS, Cl^- and $\delta^{18}O$ can effectively indicate the exchanging relationship between surface water and groundwater, and quantitatively evaluate their con-

version rate. The main hydrochemical types of surface water and groundwater along Bayin River basin was HCO_3 · Cl－Ca(· Mg) , while the groundwater hydrochemical types was more diverse. The surface water was controlled by rock weathering, the groundwater and spring water were affected by rock weathering and evaporation. The average values of δD and $\delta^{18}O$ for surface water were －58.00 ‰ and －8.87 ‰, respectively, they were between rain water 〔δD(－50.45‰), $\delta^{18}O$(－7.50‰)〕 and groundwater 〔δD(－59.34‰), $\delta^{18}O$(－9.24‰)〕 in the northern mountain area, indicating that precipitation and the groundwater flow were the main recharge source of surface water. Along the flow direction of the Bayin River, the surface water and groundwater have a tight hydraulic connection with each other, they have been transformed many times. In the upper reach, the groundwater was recharged by the river water leakage and its lateral runoff with the ratios being 65.33% and 34.67% respectively. Up to Heishishan reservoir upstream, the river water was recharged by the groundwater of upper reach and spring water with the ratios being 49.54% and 50.46% respectively. In the middle reach, the shallow groundwater was recharged by river water and lateral runoff coming from the mountain area in the north with the ratios being 65% and 35% respectively; in lower reach, the contribution of the shallow groundwater and spring water discharged to the river water were 53.12% and 46.88% respectively. This study could provide theoretical basis and technical support for setting up the basin hydrologic cycle, revealing the formation mechanism of water resources, sustainably developing water resources and protecting ecological environment.

Key words: hydrochemistry; stable hydrogen and oxygen isotopes; surface water and groundwater; exchanging relationship; Bayin River Basin